Über die Entwicklung der Ägäis im Jungtertiär

Von

A. Papp (Wien)

(Mit 1 Textabbildung)

(Vorgelegt in der Sitzung am 19. Dezember 1946)

Einleitung

Die hier mitzuteilenden Beobachtungen im Tertiär der Ägäis wurden seit dem Jahre 1938 gesammelt, das Belegmaterial befindet sich zum größten Teil im Geologischen Institut der Universität Athen, ebenso die Aufnahmsberichte. Soweit es der behandelte Stoff erfordert, sollen die eigenen Beobachtungen durch die Arbeitsergebnisse griechischer und deutscher Geologen aus den letzten Jahren ergänzt werden, die nicht allgemein bekannt sein dürften. Aufgabe der vorliegenden Mitteilungen ist in erster Linie, die erfolgversprechenden geologischen und paläontologischen Probleme im Tertiär der Ägäis herauszuarbeiten, um auf diese Weise das ihnen gebührende Interesse zu verstärken.

In der Ägäis finden je nach der Herkunft oder dem Arbeitsgebiet der Autoren verschiedene stratigraphische Systeme Anwendung (Tab. 1). Dementsprechend werden auch die Grenzen zwischen den einzelnen Abteilungen verschieden gezogen. In der älteren Literatur zählt das Aquitan zum Oligozän als „Oberoligozän", in dem neueren Schrifttum ziemlich einheitlich zum Miozän als „Untermiozän". Wenn ursprünglich die obere Grenze des Miozäns zwischen Sarmat und Pont gezogen wurde (Neumayr 1880), so steht dem die Auffassung gegenüber, sie an die Basis des Piancenziano zu verlegen und das Pont im weiteren Sinne (Mäot und Pont im

Tab. 1. Folge der Wirbeltier-, marinen und limnischen Faunen im Jungtertiär Europas.

Die stark ausgezogenen Linien bezeichnen verschiedene Möglichkeiten der Grenzziehung zwischen Miozän und Pliozän einerseits, Pliozän und Diluvium andererseits.

<table>
<tr><th>Wirbeltierfaunen</th><th>Marine Faunen</th><th colspan="2">Euxinisches B.</th><th>Kaspi-Becken</th></tr>
<tr><td>Fauna von Val d'Arno mit Elephas meridionalis, Equus stenoniis</td><td>Calabriano</td><td rowspan="3">Levantin i. eng. S.</td><td>Post-Tschauda</td><td>Baku-stufe</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Mastodon arvernensis, Hipparion</td><td rowspan="2">Astiano</td><td>Tschauda</td><td>Apscheron</td></tr>
<tr><td>Kualnik</td><td>Aktschagyl</td></tr>
<tr><td>Piacenziano</td><td>Kimmer-Daz</td><td colspan="2">Panticapaeastufe
Kamyschburunstufe
Azovstufe</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Pikermifauna
Mastodon longirostris,
Hipparionen</td><td rowspan="3">Vom Torton schwer zu trennende Fauna, meist Diskordanz</td><td>Pont</td><td colspan="2">Bosphorian
Novorussian
Eupatorian</td></tr>
<tr><td>Mäot</td><td colspan="2">Tmutarakaschichten
Bagerovsch. (Dosinensch.)
Kapkanschichten</td></tr>
<tr><td rowspan="5">Mastodon angustidens</td><td>Sarmat</td><td colspan="2">Cherson- und Rostowstufe,
Bessarab,
Volhynien</td></tr>
<tr><td>Torton</td><td colspan="3">Konkaschichten,
Karaganschichten,
Tschokrakschichten,
Tarchanschichten</td></tr>
<tr><td>Helvet</td><td colspan="3">Kozakhuri- =
Oncophoraschichten</td></tr>
<tr><td>Burdigal</td><td colspan="3">Sakaraulian
marin</td></tr>
<tr><td>Aquitan</td><td colspan="3">Aralian,
Corbiculaschichten</td></tr>
</table>

engeren Sinne) zum Miozän zu rechnen. Schließlich wird in der neueren russischen Literatur (Kollesnikov 1940) die Grenze zwischen Mäot und Pont i. e. S. verlegt. Als obere Grenze des Pliozäns wird im älteren Schrifttum der Übergang vom Calabriano in das Siziliano angenommen. Die modernen Quartärstratigraphen rechnen jedoch die Äquivalente des Calabriano schon zum Diluvium. Bei letzterer Auffassung, und will man das Pont i. w. S. zum Miozän rechnen, bliebe für das Pliozän nur Piacenziano und Astiano übrig, also das Mittelpliozän älterer Autoren.

Den hier angeführten Möglichkeiten der Grenzziehung zwischen den Abteilungen stehen ebenso große Meinungsverschiedenheiten in der Gleichsetzung einzelner Stufen mit ihren Äquivalenten in verschiedenen Gebieten gegenüber. Das hat einen der wichtigsten Gründe darin, daß aus dem ganzen Mittelmeergebiet kein Profil eingehender beschrieben wurde, bei welchem die Entwicklung der marinen Fauna vom Torton bis zum Calabriano ohne Unterbrechung verfolgt werden konnte. Es sind aber meines Wissens zwei derartige geschlossene Profile vorhanden, eines in Albanien, das zweite in Kreta, für beide fehlt aber derzeit noch die eingehende paläontologische Bearbeitung.

Ein weiterer Faktor, der die Parallelisation der jungtertiären Schichten sehr erschwert, ist der Umstand, daß die Beziehungen von Wirbeltierfaunen, marinen Faunen und endemischen Brack- und Süßwasserfaunen zueinander noch ungenügend bekannt sind. Gerade für derartige Studien bietet die Ägäis wohl die günstigsten Voraussetzungen, sie wurden aber erst zum geringsten Teil ausgewertet. Bekannt ist der Reichtum an Wirbeltierresten der Pikermistufe, die ein immer wieder anzutreffendes Niveau charakterisieren. Es kommen jedoch auch reiche Wirbeltierfaunen des Miozäns und des Diluviums vor, von welchen die Bearbeitung fehlt. Die hochmarinen Faunen stehen wiederholt in engem Kontakt mit limnischen, und es ist dadurch ihre gegenseitige Stellung zu fixieren. Solche Studien sind um so leichter durchzuführen, weil ein fossilreicheres Tertiär als im Raume von Griechenland und der Ägäis schwer vorstellbar ist. Mit geringstem Kosten- und Kraftaufwand ist das schönste Material zu bergen. Die Natur schafft Aufschlüsse

von mehreren Metern Höhe und Kilometern Länge in fossilreichen Schichten. Trotzdem sind die meisten dieser Faunen noch unbeachtet geblieben.

Becken von Skoplje

Burgerstein beschrieb schon 1877 eine Molluskenfauna aus den Tertiärschichten, die etwa eine Stunde nördlich von Skoplje, an der Bahn, dem alten Grundgebirge angelagert sind. Von den beschriebenen Formen fanden sich:

1. In der Braunkohle:
   Prososthenia suessi Burg.
   Prososthenia reticulata Burg.
   Neritina neumayri Burg.
2. In dem die Braunkohle umschließenden Tegel:
   Helix sp.
3. In grauem sandigem Tegel und im Sand bei der Zitadelle:
   Prososthenia suessi Burg.
   Prososthenia crassa Burg.
   Prososthenia nodosa Burg.
   Prososthenia reticulata Burg.
   Neritina neumayri Burg.
   Melania macedonica Burg.
   Clausilia sp.

Die Altersstellung dieser Schichten wird nicht diskutiert, da die Arten neu sind. Es handelt sich, und diese Tatsache verdient hervorgehoben zu werden, um eine endemische Süßwasserfauna.

In der Folgezeit wurde durch Pax 1921 eine Flora bearbeitet, die auf ein miozänes Alter schließen läßt, ohne eine genauere Horizontierung zu gestatten (Kossmat 1924). Von verschiedenen Arbeiten serbischer Geologen (Pavlovic 1930, 1931, 1932) sei vor allem auf ein durch Petkovic 1936 veröffentlichtes Profil aus dem Tale des Mali potok unterhalb des Ortes Nerezi verwiesen (3 km NW von Skoplje), wo knapp unter dem unteren Kohlenflöz Reste eines *Mastodon angustidens* Cuv. *f. suptapiroidea* Schles. gefunden wurden. Im Hangenden des Kohlenflözes kommen in Tonmergeln zahlreiche

Landschnecken vor, ganz untergeordnet Pisidien, häufiger Planorben (eigene Aufsammlungen 1937 u. 1938).

Durch den Fund eines miozänen Mastodonten[1] dürfte das Alter der Schichten im Liegenden des Kohlenflözes einigermaßen gesichert sein. Dazu kommt der Befund der Flora. Es handelt sich um eine ausgesprochen miozäne Flora, für die nach Vergleichen aus anderen Gebieten am ehesten ein tortones Alter in Frage kommen dürfte. Die Tone im Hangenden der Lignite haben keinen Hinweis für das Pannon geliefert und dürften älter sein als die Schichten mit Pikermifauna, die in der Umgebung von Veles aufgefunden, von Schlosser (1921) und Laskarev bearbeitet wurden. Ich konnte dort ebenfalls Aufsammlungen machen, worüber bei Brunner 1939 und Papp 1939 berichtet wurde.

Demnach sind aus dem Becken von Skoplje keine jungtertiären marinen Ablagerungen bekannt[2]. Es ist daher ganz unwahrscheinlich, daß im Miozän eine Meeresverbindung vom Pannonischen Becken in der Morava- und Vardarsenke in den ägäischen Raum bestanden hat. Diese findet vielmehr im Oligozän ihr Ende, in der Folgezeit sind nur mehr oder weniger ausgedehnte Süßwasserseen vorhanden.

Becken von Saloniki

Das Becken von Saloniki wird im Osten und Westen von das ganze Jungtertiär wirksam bleibenden tektonischen Zonen begrenzt, die entlang der alten Massen (Pelagonisches Massiv und Rhodopemasse) in NW- bis NNW-Richtung verlaufen. Den Abschluß im Norden bildet das vulkanische Moglenagebirge. Während im Oligozän noch eine Meeresverbindung auf breiter Front mit dem Becken von Skoplje bestanden haben muß, wird diese im Miozän unterbrochen.

Fossilreich ist das Jungtertiär des Beckens von Saloniki besonders im NW-Teil der Halbinsel Chalkidike aufgeschlossen. Außerdem in der Umgebung von Saloniki, Vatilakos und Yannitza.

[1] *M. angustidens* Cuv. *f. subtapiroidea* Schles. kommt nach Schlesinger (1922) vom Helvet bis in das Sarmat vor.

[2] Durch Pavlovic (1931 u. 1932) werden ebenfalls nur Süßwasserconchylien beschrieben, wobei die Fauna einen ausgesprochen endemischen Charakter hat.

Im Gebiet zwischen dem Unterlauf des Aliakmon und Katerrini ist es genau so ausgebildet wie am gegenüberliegenden Kap Mega-Karamburnu.

Es wurde bei umfangreicheren Kartierungsarbeiten im NW-Teil der Halbinsel Chalkidike folgende Gliederung durchgeführt:

1. Graue Serie.

   Am Kap Mega-Karamburnu (= Karabouroun) befinden sich im Liegenden, als älteste beobachtbare Tertiärschichten, graue bis hellbraune Sande oder lehmige Sande, die immer reichlicher von Schotterlagen durchsetzt sind, je höhere Schichten man untersucht. Hier fand Spratt einen Schlangenrest (Owen 1857), bedeutungsvoller für die Altersbestimmung sind Fossilien, die von Arambourg und Piveteau 1929 von hier angegeben werden. Es handelt sich im wesentlichen um Vertreter der Pikermifauna, die ich bei meinen Begehungen z. T. ebenfalls feststellen konnte.

2. Blaue Serie.

   Die weitere Schichtfolge zeigt blaugraue Mergel und Tone, die mit Bänken heller Kalkmergel wechsellagern. Diese Schichten bilden die Hügel östlich Kap Karamburnu und werden von einer nach dem Beckenrand immer deutlicher hervortretenden Rotlehmzone überlagert (Trilofon). Örtlich bei Mesimeri treten violettgraue Mergel mit Planorben, Lymnaeen, Hydrobien und Neritinen (Theodoxus), also mit einer Süßwasserfauna, auf. Auch an anderen Stellen konnten Planorben gefunden werden (Petralona).

3. Gelbe Serie.

   Scharf abgesetzt von den blaugrauen Mergeln oder roten Tonen ist das oberste Schichtglied mit gelben Sanden, oft wechsellagernd mit konkretionären Muschelbänken. Nach oben schalten sich in die Sande immer mehr weißgelbe bis weiße Kalke ein, die schließlich eine nur durch Erosion zertalte Decke bilden, wenn man sie zum Beckenrand verfolgt.

Die Sedimente der grauen und blauen Serie sind nicht fossilreich, die Ablagerungen der gelben Serie enthalten massenhaft

Fossilien. Es sind meist marine Kümmerformen und Arten, die bei schwachem Salzgehalt noch lebensfähig sind, wie Limnocardien, Congerien u. a. m.

Östlich der Stadt Saloniki befinden sich Aufschlüsse, die in der Literatur öfter zitiert werden (Campana 1917, Bourcart 1919, Gillet 1937, Osswald 1938). Aus diesem Grunde sollen auch sie kurz Erwähnung finden. An der Steilküste bei Kap Mikra-Karamburnu am Meere sind Sande und Schotter zu sehen, mit vielen kleinen Geröllen vulkanischer Gesteine. Sie entsprechen den Schottern vom gegenüberliegenden Kap Mega-Karamburnu einerseits und andererseits den Schichten von Vatilakos, aus welchen Arambourg und Piveteau (1929) eine reichhaltige Pikermifauna beschreiben konnten. Sie gehören der grauen Serie an.

Landeinwärts sind die Tertiärschichten besonders fossilreich in den Tegel- und Sandgruben bei Allatini aufgeschlossen. Diese weitläufigen Anlagen[3] zeigen als älteste derzeit beobachtbare Schichten Rotlehme, es folgen in schnellem Wechsel Tone, Sande und Mergel, die in einzelnen Bänken viele Conchylien der gelben Serie enthalten. Auch Abdrücke von Pflanzen, meist Ahornblätter, konnten in einer Bank beobachtet werden. Diese Schichten fallen nach Süden ein und erreichen an den Vorbergen des Hortatis eine Höhe von nahezu 300 m. Während sie bei Allatini von Schottern überlagert sind, werden sie am Beckenrand von Rotlehm und Blockschutt bedeckt.

Ohne die Altersstellung der Schichten im einzelnen zu behandeln, soll vorerst nur die Entwicklung des Beckens von Saloniki dargelegt werden. Es sind im ganzen Becken meines Wissens keine Schichten aufgeschlossen, die älter sind als jene, die durch Vorkommen von Hipparion charakterisiert werden. Es sind Ablagerungen von Flüssen, die in eine leicht eingebogene (Kilkis, Jaranoff 1938) präpontische und pontische Einebnungsfläche ihre flachen Deltakegel einschütteten (graue Serie). Gegen das Ende dieser Sedimentationsperiode reichen Schotter immer weiter gegen die

[3] Ein aufgelassener Betrieb, in dem Lignit abgebaut wurde, ist jetzt vollständig zerstört. Er dürfte Schichten angefahren haben, die in die obere Abteilung der blauen Serie gehören.

Beckenmitte. Auffällig sind die schon (Cvijic 1908) bekannten Gerölle vulkanischer Gesteine, die man nur aus dem Moglenagebiet stammend erklären kann. Sie machen für diese Zeit (Pikermifauna = Pont i. w. S.) eine rege vulkanische Tätigkeit wahrscheinlich. In der Folgezeit kommt es zur Ausbildung von Süßwasserseen (blaue Serie), zur Ablagerung feiner Sedimente, Lignitbildung, schließlich zur Einschwemmung pontisch entstandener Rotlehme.

Die gelbe Serie enthält nun marine Kümmerformen, die andeuten, daß, wenn auch untergeordnet, Kommunikation mit dem Meere bestand. Umfangreiche Hebung des gesamten Rücklandes führte zu ausgedehnten Trockenlegungen nach Ablagerung der

Tab. 2. Schichtfolge im Becken von Saloniki.

Schichtfolge		Molluskenfauna	Wirbeltierfauna und Flora	Tektonik und Morphologie
Blockschutt und Rotlehm, Flußablagerungen (Derwen-Terrasse)			*Equus sp.*	Beginnende Hebung des Rücklandes Einebnung Verlandung (Hebung)
Gelbe Serie	Weißgelbe bis weiße Kalke	Limnocardien, Congerien		
Gelbe Serie	Gelbe Sande (Trilofon)	Limnocardien, Congerien, Lyrcaeen u. a. Marine Kümmerformen	Aceratidenflora	Marine Transgression, Senkung des Beckens
Blaue Serie	Violettgraue Mergel Rotlehm Blaugraue Mergel u. Tone mit Bänken heller Kalkmergel	Süßwasser-Conchylien Planorben	Lignite	Süßwasserseen
Graue Serie	Schotter m. Geröllen vulkan. Gesteine Sande und lehmige Sande		Schildkröten, Pikermifauna	Flußablagerungen, pontische und präpontische Einebnung
			Lateritbildung Cinnamomumflora	

gelben Serie, zur Aufschüttung von Schottern und Blockschutt, die Sedimente der gelben Serie wurden bis nahe an 300 m gehoben. Gleichzeitig mag die Achse des Beckens weiter abgesunken sein.

Becken von Serres

Ähnlich wie das Becken von Saloniki wird das Becken von Serres im Osten und Westen von tektonischen Zonen begrenzt, die, innerhalb der Rhodopemasse verlaufend, dem Becken eine NW-NNW-Richtung geben. In der Umgebung von Serres selbst wird Lignit abgebaut, und hier traf v. Freyberg 1942 bei detaillierten Kartierungsarbeiten eine treffliche Gliederung der Sedimente [4]. Freyberg beschrieb folgende Schichten vom Liegenden zum Hangenden [5]:

Basalbreccien mit wenig gerundeten, meist über 5 cm großen Komponenten, wahrscheinlich auf dem Grundgebirge lagernd.

Liegendserie, Schotter und Sande wechsellagernd, nach oben Abnahme der Korngrößen.

Flözfolge, die Lignite bilden mehrere Flöze, umgeben von Feinsanden und Mergeln, darüber Sande.

Hangendserie, an der Basis Breccien mit großen Blöcken, deren einzelne über 1 m^3 groß sein können, Korallenhorizont mit zahlreichen kleinen Korallenstöcken, untere Schneckenschicht, Sande und konkretionäre Bänke mit vielen Mollusken, Austernbank, sehr fossilreich, obere Schneckenschicht, meist Sande, auch Feinsande und Mergel. Die Fossilien lassen eine Aussüßung des Meeres erkennen, es kommen Faunen vor, welche jenen der gelben Serie im Becken von Saloniki entsprechen.

Im Sommer des Jahres 1944 hatte ich Gelegenheit, in dem Gebiet von Serres Fossilien zu sammeln [6]. Es konnte die von Frey-

---

[4] Die wesentlichsten Kartierungsergebnisse und eine Darstellung der Schichten von Serres von B. v. Freyberg gingen 1944 in Druck.

[5] Es soll hier nur eine knappe Übersicht der wechselvollen Sedimente gegeben werden, soweit sie für das Verständnis der Entwicklung des Beckens von Serres erforderlich ist. Eine eingehendere Darstellung wird im Zusammenhang mit der Bearbeitung der Fauna geplant.

[6] Das von B. v. Freyberg und mir gesammelte Material befindet sich im Geologischen Institut der Universität Athen.

berg getroffene Gliederung voll bestätigt und sein Fossilmaterial, ebenso das von mir gesammelte, im Geologischen Institut der Universität Athen bestimmt werden Es ergab sich ein pliozänes Alter für die „Hangendserie", belegt durch marine Mollusken, die für das Piacenziano und Astiano Italiens nach Sacco und Bellardi bezeichnend sind. Aus Schottern und Sanden, wahrscheinlich der Liegendserie angehörig, geben Arambourg und Piveteau 1929, ebenso Wurm 1925 Funde von Hipparion an, wodurch das pontische Alter für die Liegendserie und die Flözfolge wahrscheinlich wird. Von weiteren Angaben über die Altersstellung der Sedimente im Becken von Serres ist vor allem Osswald 1938 zu erwähnen, der ein fossilreiches Vorkommen bei Nigrita erwähnt, für welches ich ebenfalls ein pliozänes Alter annehmen möchte. Das gleiche wird von Oppenheim 1920 für die Schichten von Bobliani auf Grund mariner Conchylien gefolgert. In der gleichen Arbeit wird allerdings bei Provista und Dedeballi das Vorkommen von *Pecten leythajanus* Partsch festgestellt, was auf tortones Alter der Fundschichten schließen lassen würde. Auf dieses Vorkommen, das ich selbst leider nicht auffinden konnte, soll im folgenden noch zurückgekommen werden.

Reicher sind Literaturangaben über das Becken von Saloniki. Eine ausführliche Besprechung der Literatur findet sich bei Osswald 1938. Hier sei nur auf einige wichtige Arbeiten verwiesen. Spratt schrieb 1857 den Kalken im Becken von Saloniki (gelbe Serie) ein geringes Alter zu. Burgerstein stellte in den fossilführenden Schichten der Halbinsel Kassandra eine Faunenmischung der Arten der Congerienstufe mit solchen des Sarmats fest. Nach ihm wurden für die entsprechenden Schichten im Becken von Saloniki wiederholt Angaben über sarmatisches Alter gemacht. Nelli 1914 schloß für Schichten mit Süßwassermollusken in der Umgebung von Saloniki auf pontisches Alter. Ähnlich Gillet 1937 an Hand eines größeren Beobachtungsmaterials. Allerdings wird bei der

---

[7] Herrn Prof. M. Mitzopoulos, Athen, bin ich für die dabei gewährte Unterstützung, ebenso Herrn Prof. v. Freyberg für die Überlassung des von ihm gesammelten Materials zu größtem Dank verpflichtet. Eine Veröffentlichung über die Ergebnisse wurde von mir 1944 in Druck gegeben.

Bestimmung der Faunen von Allatini und Trilofon auf das Vorhandensein von Arten des Sarmats der pontischen Congerienschichten und des Aktschagyls hingewiesen. Ich selbst habe, gestützt auf meine Beobachtungen (Papp 1943) in der Umgebung von Athen, für Allatini ein geringes Alter angenommen. Im Becken von Serres konnte ich die gleichen Beobachtungen wie in Attika machen. In beiden Fällen finden sich über marinen Schichten des Piacenziano + Astiano Horizonte mit marinen Kümmerformen, die den sarmatischen weitgehend ähnlich sind, ohne jedoch mit der marinen Fauna des Miozäns das geringste zu tun zu haben. Es handelt sich, wie man bei dem Material von Serres beobachten kann, um Arten, die mit jenen der pliozänen Transgression verwandt sind. Die gleichen Arten sind in der gelben Serie im Becken von Saloniki zu finden und ergeben daher eine pliozäne Altersbestimmung. Dem würde auch die Lage über den Schichten mit Hipparion entsprechen. Allerdings verblüffend ist der Umstand, wenn man die übrige Molluskenfauna heranzieht, daß eine große Ähnlichkeit mit der pontischen Fauna nicht zu übersehen ist. Hier sind besonders die Limnocardien und die Pyrgulidae anzuführen. Eine ausführliche und gut fundierte Stellungnahme zu diesem Problem ist wohl erst nach monographischer Bearbeitung dieser höchst interessanten Faunen gerechtfertigt, für welche ich nach ihrem zuerst bekannt gewordenen Vorkommen bei Athen die Bezeichnung „Trakonesfaunen“ vorschlagen möchte.

Bei den beschriebenen Schichten aus dem Gebiet von Serres beginnt die Sedimentation mit der Ablagerung von Breccien, deren Bildung eine stärkere Hebung des Rücklandes im Pont i. w. S. voraussetzte. Noch im Pont selbst dürften die Niveauunterschiede zwischen Rückland und Becken abgenommen haben, es kommt zur Ablagerung von Schottern und Sanden, schließlich von Ligniten in feinkörnigem Material. Eine weitere Eintiefung des Beckens hatte die Bildung von Riesenbreccien und das Vordringen einer marinen Transgression im Gefolge. Wenn auch am Beginne der Transgression die Kommunikation mit dem Meere ausreichend war für das Auftreten einer hochmarinen Fauna (Korallenhorizont), so tritt diese doch bald wieder in den Hintergrund, es folgen Faunen

Tab. 3. Schichtfolge im Becken von Serres.

Zeit		Schichtfolge	Molluskenfauna	Wirbeltierfauna u. Flora	Tektonik, Morphologie
Calabriano	Rotlehm				Beginnende Hebung des Rücklandes Einebnung Verlandung
Astiano und Piacenziano	Hangendserie	Ob. Schneckenschichten Austernbank Unt. Schneckenschichten Korallenhorizont Riesenbreccie	Congerien, Limnocardien Marine Kümmerformen Hochmarine Fauna Marine Kümmerformen Hochmarine Fauna		Aussüßung Marine Transgression Senkung d. Beck.
Pont im weiteren Sinn	Sande Flözfolge Liegendserie (Schotter u. Sande Basalbreccien		Planorben	Lignit Hipparion	Süßwasserseen Fluß-ablagerungen
Sarmat Torton	Schichten von Provista und Dedeballi		marin		Pontische und präpontische Einebnung

mit marinen Kümmerformen. Eine Verlandung und teilweise Einebnung des Pliozäns schafft eine Einebnungsfläche, bis die am ganzen Südrand der Rhodope so wirksame diluviale Hebung die Randgebiete des Beckens emporhebt und die pliozänen Sedimente der Beckenfüllung in eine Vielzahl von Schollen zerfallen läßt, die, gegeneinander verstellt, ein einprägsames Bild typischer Bruchtektonik schaffen.

Vergleicht man diese Verhältnisse mit jenen des Beckens von Saloniki, so ergibt sich weitgehende Übereinstimmung. In beiden Fällen (graue Serie + blaue Serie und Basalbreccien + Liegendserie + Flözfolge) beginnt die Sedimentation mit limnisch-fluviatilen Ablagerungen, an deren Oberkante es zu Lignitbildungen kommt, es folgt eine marine Transgression, die allerdings im Becken von Saloniki gering mächtigere Ablagerungen hinterläßt [8]. Eine

[8] Die Schichtmächtigkeiten im Becken von Serres sowie die Dimensionen der einzelnen Komponenten sind viel größer als im Becken von Saloniki. Dies kann seine

folgende Verlandung, die Bildung einer Einebnungsfläche durch Hebung des Rücklandes im Diluvium bringt das Tertiär in die heutige Position.

Becken von Drama und Umgebung von Ferre

Im Becken von Drama wurden auf der Karte von Mazedonien (Osswald 1 300.000) neogen-diluviale Seeablagerungen ausgeschieden. Ich kann diese Beobachtungen insoweit bestätigen, als ich die Sedimente am Ost- und Nordrand des Beckens für jünger als Piacenziano + Astiano halte, z. T. für Bildungen der dem Calabriano entsprechenden Regressionsphase, aber vorwiegend fluviatilen Ursprungs. Der Westrand des Beckens, soweit er nicht von Marmoren der Rhodopemasse gebildet wird, besteht im wesentlichen aus Ablagerungen der marinen Transgressions- und Aussüßungsphase und bildet eine Einebnungsfläche. In sie ist das Tal der Angista eingeschnitten, welches das Becken von Drama entwässert. Gegen das Meer wird das Becken von Drama durch einen stehengebliebenen Sockel von Granit, der ebenfalls zu dieser Einebnungsfläche gehört, gesperrt. Der Einbruch des Beckens von Drama erfolgte demnach erst im Diluvium.

Das Gebiet von Ferre liegt am SO-Ende der Rhodopemasse. Seinem Studium kommt besondere Bedeutung zu, weil es schon einen Teil der Umrahmung des Ergenebeckens darstellt. Nach den Angaben von Liatsikas 1938 stehen Liparite in Kontakt mit Mactraschichten. Von Bedeutung ist ein weiteres Profil in der Umgebung von Ferre selbst, wo Eozän diskordant von Schichten mit Mactra überlagert wird. Die Fossilien dieser Mactraschichten sind schlecht erhalten (Steinkerne), und soweit ich an dem mir zur Verfügung stehenden Material feststellen konnte, habe ich keine Anhaltspunkte finden können, die gegen eine Zuordnung zu der pliozänen „Trakonesfauna", wie sie im Becken von Saloniki und Serres vorkommt, sprechen würde.

Erklärung damit finden, daß das Becken von Serres weit in die Rhodopemasse hineinreicht, was größere Niveaudifferenzen zur Folge hatte, als dies bei dem zwischen zwei alten Massen gelegenen Becken von Saloniki der Fall war.

Hellespont

Für die Beurteilung der jungtertiären Entwicklung dieses Gebietes sind die von Calvert und Neumayr 1880 niedergelegten Beobachtungen immer noch von grundlegender Bedeutung. Vom Liegenden zum Hangenden werden bei Renkoi folgende Schichten genannt:

1. Untere Abteilung:

   Rote, fossilleere Mergel, darüber mächtige Schichten von Geröll und Sand. Während bei Renkoi meist Sande vorherrschen, werden nach Norden die Komponenten immer gröber. Molaren von

   Dinotherium bavaricum Myr.
   Mastodon angustidens Cuv.
   ? Wirbel von Cetotherium wurden gefunden.

2. Mittlere Abteilung:

   Tone, Mergel, Geröll und Sand, zarte Oolithe, erdige Braunkohle. An Fossilien kommen vor: Undeutliche Pflanzenabdrücke, eine reichhaltige Süßwasserfauna mit Anodonta, Unioniden, Neritina, Melanien und Melanopsiden. Ein großer Anteil der beschriebenen Arten ist neu. An Wirbeltieren werden zitiert:

   Cetotherium priscum Brandt.
   Phoca pontica Eichw.
   Rhinoceros
   Antilope.

3. Obere Abteilung:

   Reich entwickelte marine Kalke (Calvert und Neumayr 1880, S. 362), die in typischer Entwicklung Hauptabänderungen der sarmatischen Mactrakalke darstellen sollen. Die Fossilien, schon von Hörnes 1876 angeführt, sind in der Regel als schlechte Abdrücke und Steinkerne erhalten:

   Tapes gregaria Partsch.
   Ervilia podolica Eichw.
   Mactra podolica Eichw.

   Außer den Kalken kommen noch Tone, Sande und Gerölle vor, womit die tertiäre Schichtfolge abschließt.

In der Wirbeltierfauna von Renkoi kommen außer den genannten noch folgende Arten vor:

Tragoceras amaltheus Wagn. *Mastodon longirostris* Kaup.
Palaeoreas sp. *Hipparion gracile* Kaup.
Sus erymanthius Wagn. *Camelopardalis attica* Gaudry.

Bosporus

Für das Gebiet des Bosporus gab Paeckelmann 1938 vom Liegenden zum Hangenden folgende Übersicht des Jungtertiärs:

Untere Melanopsisschichten.

Tone, Sande und Kalke mit Süßwasserconchylien.

Mactraschichten.

Sande, Tone, Mergel und verschiedenartige Kalke mit brakkischen Conchylien.

Obere Melanopsisschichten.

Tone, Sande und Kalke von den unteren Melanopsisschichten nur durch die Lagerung zu unterscheiden. Limnisch.

Den unteren Melanopsisschichten sollen nach Chaput die unteren Belgrader Schichten entsprechen, letzteren die Sande von Eskihissar (Toula 1890) mit Arten vom Typus der Siwalikfauna, nach Penck 1919 gleichaltrig der Pikermifauna. Aus den unteren Melanopsisschichten wurden von Arabu 1916 und Hamit Nafiz u. Ahmet Malik 1933 zahlreiche Arten der Wirbeltierfauna von Pikermi bekannt gemacht.

Obere Belgrader Schichten.

Vorwiegend Schotter, fluviatil.

Verglichen mit dem Profil von Renkoi ergäbe sich eine Parallelisation der unteren Melanopsisschichten mit der mittleren Abteilung durch Übereinstimmung der Molluskenfauna (und auch der Wirbeltierfauna), die in beiden Fällen von Mactraschichten überlagert werden. Untere Melanopsisschichten und mittlere Abteilung sind limnische Bildungen, Mactraschichten deuten eine Transgression an, in Renkoi scheinen jüngere Ablagerungen zu fehlen, im Bosporusgebiet ist eine Aussüßung und Verlandung zu erkennen.

Lemnos

Im folgenden sollen die bei der Neukartierung der Insel Lemnos im Maßstab 1:50.000 gemachten Beobachtungen niedergelegt werden, eine ausführliche Beschreibung der geologischen Verhältnisse soll bei Veröffentlichung der Karte erfolgen. In älterer Literatur ist eine Übersichtskartierung im Maßstab 1:155.000 von de Launay 1898 und eine Arbeit über die Verteilung der vulkanischen Gesteine von Kokkoros 1930 zu erwähnen [9]. Im wesentlichen fanden die Beobachtungen der genannten Forscher ihre volle Bestätigung, in Einzelheiten konnten Ergänzungen erreicht werden.

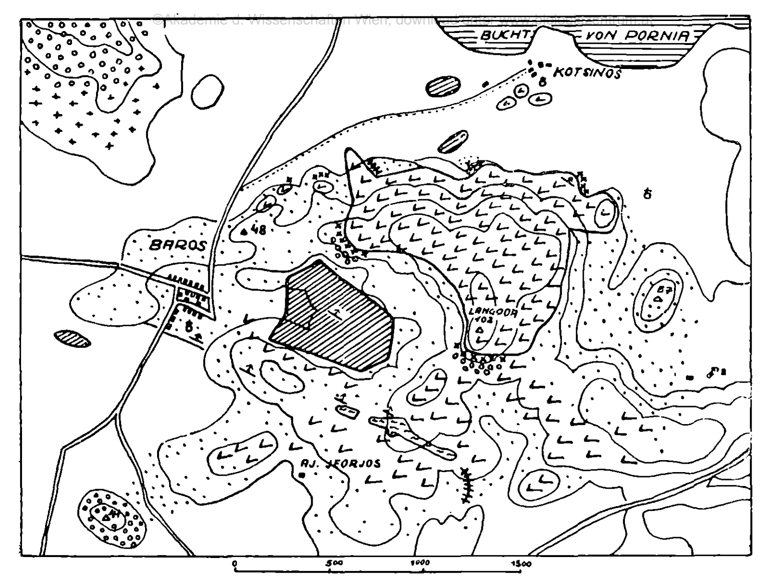
Das Grundgerüst der Insel Lemnos wird von flyschartigen Sedimenten gebildet, in den unteren Partien vorwiegend kalkige Mergel, von grauer bis graublauer Farbe, mit einzelnen Sandsteinbänken. Darauf folgende hellgelbe Sandsteine lassen die Mergel immer mehr zurücktreten, in den höchsten Lagen kommen schließlich Konglomerate vor. Die Änderung der Sedimente, die Zunahme der Korngrößen von älteren zu jüngeren Schichten ist weniger in der Änderung des Sedimentationsraumes zu suchen — alle Schichten, auch die kalkigen Mergel, enthalten Lebensspuren in reicher Menge, die auf sehr geringe Wassertiefe schließen lassen — als in einer Änderung des Rücklandes, von welchem immer gröberes Sediment eingeschüttet wurde.

Das Alter des Flysches wurde von de Launay als Eozän angenommen, nach Analogien zu Euböa. Dieses Alter fand seine Bestätigung durch die Auffindung von Nummuliten (bis zu 10 cm Durchmesser), die in einzelnen Kalkvorkommen, Resten einer Kalkbank, vorzüglich erhalten waren.

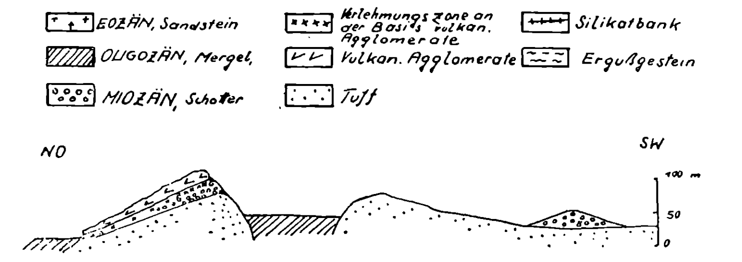
Eine Bearbeitung der Lebensspuren [10] ergab, daß die für den Kreideflysch des Wienerwaldes am Alpennordrand typischen Helminthoideen und Fukoiden vollständig fehlen, dagegen sind Kriechspuren vom Typus der Palaeobullia sowohl im Eozänflysch des Wienerwaldes wie auch in Lemnos häufig (vgl. Abel, Lebensspuren). Damit konnte für den Flysch der Insel Lemnos eine wichtige stratigraphische Grundlage geschaffen werden.

[9] Eine kurze Mitteilung über Durchbrüche von Ergußgesteinen im Flysch der Insel Lemnos wurde von mir 1944 in Druck gegeben.

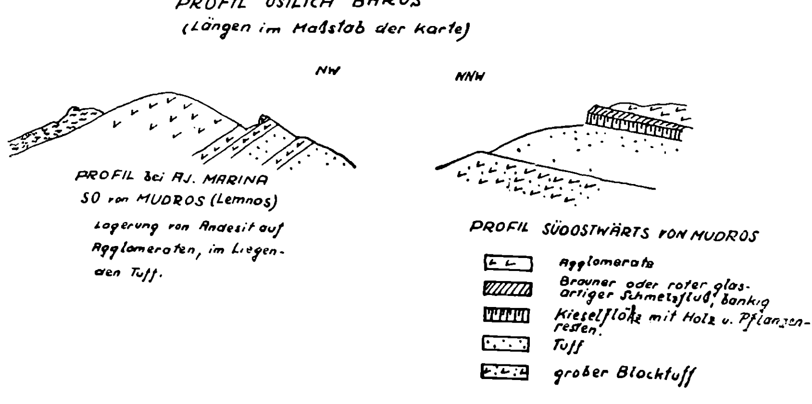
[10] Eine diesbezügliche Arbeit liegt druckreif vor.



KARTE DER UMGEBUNG VON BAROS (LEMNOS)



PROFIL ÖSTLICH BAROS
(Längen im Maßstab der Karte)



PROFIL bei AJ. MARINA SO von MUDROS (Lemnos)

Lagerung von Andesit auf Agglomeraten, im Liegenden Tuff.

PROFIL SÜDOSTWÄRTS VON MUDROS

Als nächstes Schichtglied sind graue bis graugrüne tonige Mergel zu erwähnen. Ich konnte ihren Kontakt zum Flysch nirgends in guten Aufschlüssen beobachten. Ihre diagenetische Veränderung ist geringer als jene entsprechender Schichten aus dem Eozän. Für dieses Schichtglied wird ein oligozänes Alter angenommen, die gesammelten Fossilien sind leider vor Bearbeitung durch Kriegseinwirkung verlorengegangen.

Eozäne und vermutlich oligozäne Schichten der Insel Lemnos zeigen eine gleichartige Tektonik, soweit Beobachtungen möglich waren. An verschiedenen Stellen konnte ein Einfallen der jüngeren Mergel unter die folgende Serie vulkanischer Tuffe beobachtet werden. Die Tuffe bilden zwei größere Komplexe im zentralen und östlichen Teil der Insel.

Besonderes Interesse verdienen Schotter, die in einzelnen isolierten Kuppen aufragen, zum Teil auf Eozän liegen, zum Teil auf Tuffen. Sie bestehen zum größten Teil aus Quarzgeröllen, daneben auch Kalkgeröllen (mit Nummuliten), die den Schluß nahelegen, daß zur Zeit ihrer Ablagerung das Eozän, zumindest in seinen oberen Partien, abgetragen wurde. Derartige Schotter sind besonders gut in der Umgebung von Baros (Zentralteil der Insel) zu beobachten.

Bei einem Profil ostwärts Baros liegt im Süden auf vulkanischem Tuff eine Kuppe der genannten Schotter. Weiter nach Norden bilden die Tuffe einen Höhenrücken, der jüngere Mergel umschließt. Nur ein schmales Tal durchbricht ihn und entwässert die von Mergeln gebildete Ebene nach Westen. Am Höhenrücken nördlich der Ebene ist zwischen Tuffen und Agglomeratbänken eine Zone gleichartiger Schotter zu beobachten wie im Süden des Profils.

In gleicher Position wie bei Baros die Schotter, zwischen Tuffen und Agglomeratbänken, sind südlich von Mudros Quarzbänke zu beobachten, in welchen verschiedene Pflanzenreste, vor allem Blätter von Cinnamomum, erhalten sind. Im Westteil der Insel, ostwärts Kastron, konnte ich die an sich schon bekannten weißen Kalkmergel wiederfinden und zahlreiche Pflanzenabdrücke sammeln. Auch hier war Cinnamomum die häufigste Art. Da auch in der Ägäis (Kymi auf Euböa) die „Cinnamomumflora“ (vgl. Becken

von Skoplje) wahrscheinlich miozäne Schichten charakterisiert, so glaube ich die Schotter als Reste einer früher viel ausgedehnteren und mächtigeren Schotterdecke deuten zu können, welche die Gebiete zwischen den Tuffen im zentralen Teil der Insel Lemnos erfüllte, und halte ein miozänes Alter für wahrscheinlich.

In der Folgezeit trat die Haupteruption der Ergußgesteine ein. Besonders im Südwestteil der Insel treten ausgedehnte Felder und Schollenkrater junger Ergußgesteine bestimmend im Landschaftsbild hervor. Diesen entsprechen im Tuffgebiet des zentralen und östlichen Teiles der Insel weitreichende Felder von Agglomeraten und lassen hier deutlich zwei vulkanische Phasen erkennen, die durch eine Ruhepause, in welcher die von vulkanischen Gesteinen nahezu freien Schotter zur Ablagerung kamen, getrennt sind.

In altgriechischen Sagen wird Lemnos als Heimstätte des Schmiedegottes Hephaistos genannt. Es wurde deshalb versucht, Anzeichen für eine historische oder prähistorische vulkanische Tätigkeit zu finden, allerdings ohne Erfolg. Als obere Grenze der wesentlichen vulkanischen Tätigkeit kann nur die wahrscheinlich im unteren Diluvium (Äquivalent zu Calabriano) entstandene Einebnung der Flyschgesteine gedeutet werden, die im Diluvium gehoben wurde. Dadurch erhielt die Erosion neue Impulse, wodurch einzelne vulkanische Stöcke herausmodelliert wurden.

Die Grundzüge der Entwicklung der Insel Lemnos stellen sich im Laufe des Tertiärs demnach folgendermaßen dar. Im Eozän kommen flyschartige Gesteine in einer Mächtigkeit von schätzungsweise 800—1000 m zur Ablagerung, in allen Sedimenten weisen Lebensspuren auf flaches Meer, wenn nicht direkt auf eine Gezeitenzone hin. Von unten nach oben nimmt die Größe der Komponenten zu, auf die jüngsten Schichten, Konglomerate und jetzt zum allergrößten Teil abgetragene Nummulitenkalke, folgt wahrscheinlich eine Verlandung. Es folgt die Ablagerung weicherer toniger Mergel, wahrscheinlich oligozänen Alters. An der Wende vom Alttertiär zum Jungtertiär erfolgt eine Faltung der Sedimentgesteine (savische Phase nach Stille) und die Eruption der Tuffe. In einer tektonischen und vulkanischen Ruhepause wird eine ausgedehnte Schotterdecke abgelagert, ihre Äquivalente: Quarzbänke und weiße Kalkmergel

(limnische Ablagerungen)[11] enthalten eine miozäne Flora. Im Pliozän (wahrscheinlich Pont i. w. S.) kommt es zur Eruption der jüngeren Ergußgesteine und zu einer besonders im NW der Insel hervortretenden Einebnungsfläche. Diese wird im Diluvium gehoben, die dadurch verstärkte Erosion, im Zusammenhang mit durch die Eiszeit bedingten eustatischen Schwankungen des Meeresspiegels, mögen der Insel die heutige Form gegeben haben.

Tab. 4. Schichtfolge auf der Insel Lemnos.

Zeit	Schichtfolge	Flora und Fauna	Vulkanismus	Tektonik und Morphologie
Quartär (Calabriano)			Thermen	Beginnende Hebung Einebnung
Pliozän			Eruption junger Ergußgesteine	
Miozän	Schotter	Cinnamomumflora	Kieselsinter, hydrothermal Tufferuption	
Oligozän	? tonige Mergel			Bruchtektonik Faltung d. Eozäns
Eozän	Konglomerate, untergeord. Kalk Sandsteine Mergel mit Sandsteinbänken	Nummuliten Palaeobullia und andere Lebensspuren		Hebung, Verlandung

Über die Entwicklung des West- und Südrandes der Rhodopemasse

a) *Alttertiär*

Die vorwiegend aus präkambrischen Gesteinen aufgebaute Rhodopemasse wird im SO durch den Unterlauf der Maritza be-

[11] Außer Pflanzenresten wurde auch ein schlecht erhaltener Fischrest gefunden.

grenzt. Die weitere Grenze läuft in der Verlängerung des mündungsnahen Teiles der Maritza nach SW bis zur Insel Imbros, setzt sich im Bogen fort, bis sie zwischen den Halbinseln Athos und Sitia (Chalkidike) wieder das Festland erreicht, nach NW umbiegend. Von hier aus wird die Westgrenze durch eine vorwiegend NW verlaufende Linie gebildet, die bis in das mittlere Vardarbecken führt. Die Tonschiefer der Insel Imbros befinden sich in der gleichen Position am Rande der Rhodopemasse wie die Phyllitschiefer auf der Chalkidike. Würde man sich den Bogen paläozoischer Schiefer entlang des Südrandes der Rhodope von Imbros zur Chalkidike ergänzt denken, so wären unter dem Eozän der Insel Lemnos ebenfalls paläozoische Schiefer zu erwarten. Obwohl demnach Lemnos nicht mehr zur Rhodopemasse im engeren Sinne des Wortes gehören dürfte, so zeigt die Geröllführung in den Konglomeraten des Flyschs in Lemnos, daß ein Teil dieser Gesteine aus der Rhodopemasse stammt.

Das Eozän greift in einzelnen Gräben tief in die Rhodopemasse ein. Besonders in einer NO verlaufenden, nordöstlich Xanthi beginnenden und in das Tal der Arda führenden Zone. Von hier reicht sie nach NW einerseits in das Becken von Plovdiv, anderseits nach O in das Maritzatal. In dem ganzen Gebiet ist tertiärer Vulkanismus weit verbreitet. Besonders in den obersten Lagen tritt das Eozän in kalkreicher Entwicklung auf mit vielen Korallen. Die Kalkfacies nimmt nach außen (Süden) ab, geht in Nummulitenkalke über, die in Lemnos nur mehr eine untergeordnete Rolle spielen. Die Korallenfacies dürfte, soweit ich feststellen konnte, auch in Thracien fehlen. Daraus ergibt sich für den Sedimentationsraum des eozänen Flyschtroges, da die mächtige Flyschserie von Lemnos im Seichtwasser bei ständigem Absinken des Untergrundes entstand, eine am Rande der Rhodopemasse gelegene Zone, die kalkige Korallenfacies dagegen befindet sich vorwiegend innerhalb der Rhodopemasse im Hangenden von Sandsteinen und Mergel.

Es ist noch verfrüht, über die Entwicklung des Vulkanismus ein abschließendes Urteil zu fällen. Im Ardatal kann man einen Kontakt von Tuffiten (auch hier beginnt der Vulkanismus mit

umfangreichen Tufferuptionen) mit der Kalkfacies beobachten. Ähnlich im Gebiet von Ferre, wo in Bohrungen Tuffite im Eozän nachgewiesen wurden (Liatsikas 1938). In Lemnos ist das Eozän noch frei von vulkanischen Einflüssen, wahrscheinlich auch das Oligozän. Im Moglenagebiet beginnen Tufferuptionen im Oligozän (Osswald 1938).

Der Höhepunkt vulkanischer Tätigkeit ist im Gebiet von Ferre später, er endet mit Lipariten, die in Kontakt mit Mactrakalken stehen. Wenn man für diese ein sarmatisches Alter annimmt, so hat die andesitische Eruptionsphase im Miozän stattgefunden, stellt sich aber ein jüngeres Alter für die Mactrakalke heraus, so erfolgte sie im Miozän oder im Pont i. w. S. Für Lemnos hielt ich letzteres für wahrscheinlicher. Nach den Geröllen in der Umgebung von Saloniki in Schichten der Pikermifauna zu urteilen, fällt sie im Moglenagebiet ebenfalls ins Pont i. w. S. Noch fehlen aber die entsprechenden Feldbeobachtungen, um derartigen Kombinationen mehr als hypothetischen Wert zukommen zu lassen.

Das Oligozän liegt in einem Band am Außenrand der Rhodopemasse. Es bedeckt den Raum von Ostthracien über Imbros, ? Lemnos bis zur Bucht von Saloniki, und von hier reicht es in das Becken von Skoplje.

Das Oligozän ist im Ergenebecken und in Ostthracien in Form von Cyrenenschichten ausgebildet, wahrscheinlich als Folge der pyrenäischen Phase. Im Becken von Skoplje ist sie nicht in diesem Maße wirksam, das Oligozän ist noch hochmarin entwickelt. Gleich der pyrenäischen Phase kommt jedoch in der Süd- und Südostumrahmung der Rhodopemasse der savischen Phase einige Bedeutung zu, so wird z. B. das Becken von Skoplje zum Binnensee.

b) *Jungtertiär*

Waren es im Alttertiär vorwiegend marine Schichten, die am Süd- und Westrand der Rhodopemasse zur Ablagerung kamen, so ist das Miozän eine Epoche der Verlandung. In den Becken von Saloniki und Serres ist mir bei Überprüfung aller Vorkommen, welchen ein sarmatisches Alter zugesprochen wird, keines bekannt geworden, für das ein solches Alter schlüssig zu beweisen ist. Aus Thracien und der Troas (Arabu 1915) wird marines Mittelmiozän

beschrieben, welches mit der miozänen Spaniodonfauna des Euxinischen Beckens in Verbindung gebracht werden muß. Es handelt sich um ein Übergreifen einer endemischen Fauna auf einem tektonisch vorgezeichneten engbegrenzten Gebiet. Dem ist einzig das Vorkommen von Provista und Dedeballi im Becken von Serres an die Seite zu stellen. Allerdings gehört der von Oppenheim beschriebene *Pecten leythajanus* Partsch nicht zu den Faunen der Spaniodonschichten, sondern zur hochmarinen des Tortons. Wie die Verbindungen aus dem Becken von Serres zu dem Mittelmeer verlaufen sein mögen, kann ich nicht angeben. Auch für die Mactraschichten von Ferre erscheint mir sarmatisches Alter zumindest unsicher.

Die Entwicklung der Becken von Saloniki und Serres im Jungtertiär stellt sich nach meinen Beobachtungen folgendermaßen dar: Im Sarmat dürften beide Becken Festland gewesen sein, d. h. ich kenne keine marinen Ablagerungen dieser Zeit. Im Pont i. w. S. kommt es zur Ablagerung von limnischen Sedimenten, in der Folgezeit tritt eine marine Transgression im Becken von Serres ein, die ihre Auswirkungen auch noch im Becken von Saloniki hat. Im Calabriano tritt wieder eine Regression ein, mit terrestrischen Bildungen. Die Verbindung der Becken von Serres und Saloniki mit dem Mittelmeere über den ägäischen Raum erfolgt im Pliozän (Astiano + Piacenziano).

Für das Hellespontgebiet und den Bosporus wird bei Beurteilung des Alters der jungtertiären Schichten immer von dem Gedanken ausgegangen, daß die Mactraschichten ein obersarmatisches Alter haben. Diese Meinung wird seit Calvert und Neumayr 1880 bis in neueste Zeit (Chaput et Gillet 1939) von den verschiedensten Forschern immer wieder vertreten. Demnach wäre hier in einer im Mittelmeergebiet und im Euxinischen Becken überall in Erscheinung tretenden Regressionsphase mit einer Transgression zu rechnen.

Betrachtet man die tektonischen und sedimentären Vorgänge in der Südumrahmung der Rhodopemasse als einheitlichen Vorgang, so ergibt sich für das Gebiet des Bosporus und des Hellesponts mit den Becken von Saloniki und Serres die auf Tab. 5 dargestellte Parallelisation.

Tab. 5. Gleichsetzung der Schichtfolgen im Becken von Saloniki und Serres mit dem Hellespont- und Bosporusgebiet.

Becken von Saloniki	Becken von Serres	Hellespont (Renkoi)	Bosporus (Kücük-Cekmece)
Gelbe Serie Marine Relikte Mactren	Hangendserie 1. Marine Kümmerformen 2. Hochmarin	Obere Abteilung Mactren (und andere marine Relikte)	Obere Melanopsisschichten Mactren (und andere marine Relikte)
Blaue Serie (Limnische Seeablagerungen) Braune Serie Pikermifauna	Flözfolge (Limnisch) Liegendserie mit Hipparion Basalbreccie	Mittlere Abteilung Süßwasserconchylien Pikermifauna	Untere Melanopsisschichten Süßwasserconchylien Pikermifauna
		Untere Abteilung Geröll und Sande Rote Mergel	

Dadurch kämen alle Schichten mit Pikermifaunen in annähernd die gleiche Position, nämlich in das Pont i. w. S., wo sie auch zu erwarten wären. Ebenso alle Schichten mit Mactrakalken als infolge einer marinen Transgression entstandene Bildungen. Da mir aber keine eigenen Beobachtungen zur Verfügung stehen, ist dies nur als Hinweis auf eine mögliche Deutung des Alters der jungtertiären Schichten im Bosporus und Hellespontgebiet zu werten. Auch Jekelius 1943 kommt in anderem Zusammenhang zu ähnlichen Vorbehalten. Es wäre deshalb wohl zur Sicherstellung der äußerst interessanten Frage des Alters der Vorkommen von Renkoi und Kücük-Cekmece mit Pikermifauna und Molluskenfauna von sarmatoidem Habitus von Bedeutung, wenn man bei neuerlichen Untersuchungen die Faunen vom Trakonestypus mit berücksichtigen würde. Man würde dabei von Marinfaunen der Ägäis ausgehen können, wie es in geradezu klassischer Weise von Pfannenstiel 1944 für die diluvialen Faunen des Bosporusgebietes durchgeführt wurde.

Attika

Bei Pikermi im Tale des Megalorhevma im NO von Athen liegt der klassische Fundort der Faunen mit Hipparion. Zahlreiche Aus-

grabungen lieferten eine Fülle von Knochenresten, die unter der Bezeichnung „Pikermifauna“ in die Literatur eingingen. Ihr Alter wird als „pontisch i. w. S.“ betrachtet. Der Charakter dieser Steppenfauna bleibt in der Zeitspanne, die später in Mäot und Pont i. e. S. unterteilt wurde, der gleiche. Der stratigraphische Wert der Pikermifauna liegt in dem Umstand, daß eine Reihe von Arten, vor allem Hipparion, aus einem nordamerikanischen Entwicklungszentrum über Ostasien nach Europa einwanderten. Im neueren Schrifttum ist die Tendenz zu beobachten, in dem e r s t m a l i g e n Auftreten der nordamerikanischen Einwanderer ein stratigraphisches Moment ersten Ranges zu sehen und alle Schichten mit Pikermifauna als pontisch im weiteren Sinn zu betrachten. Um so wesentlicher ist die Erforschung der Lagerungsverhältnisse in Attika, von wo die Beschreibung der Pikermifauna ihren Ausgang genommen hat.

Th. Fuchs bemerkte 1881 zur Darstellung der Gliederung jungtertiärer Bildungen im griechischen Archipel durch M. Neumayr 1880, daß marine Schichten an der Küste ostwärts von Pikermi pliozänes Alter hätten. Durch die Bearbeitung einer prachtvoll erhaltenen hochmarinen Fauna bei Raphina durch M. Mitzopoulos 1943 wurde das Vorkommen von Pliozän im Gebiete Attikas sichergestellt. Mitarbeiter erweiterten die Untersuchungen von M. Mitzopoulos, wobei sich das pliozäne Alter der marinen Schichten in der näheren Umgebung von Athen und Piräus herausstellte. Wie bei allen in neuerer Zeit untersuchten marinen Schichten Südgriechenlands konnte auch in Attika keine Trennung von Piacenziano und Astiano erfolgen. Alle marinen Schichten in Attika sind demnach jünger als jene der Pikermifauna.

Die Pikermifauna ist am klassischen Fundort in rote Lehme eingebettet. Zu einigen Irrtümern führte die Gleichsetzung aller roten Tone und Konglomerate in Attika mit jenen von Pikermi (Karte von Lepsius 1893). Abel 1912 und 1927, Trikkalinos 1935 u. a. erkannten jedoch, daß die weitverbreiteten roten Lehme und Konglomerate in Attika jünger, meist diluvialen Alters sind. Die im Kalkberge werden oft von Klüften durchzogen, die roter Ton erfüllt. Sie sind in einigen Steinbrüchen gut aufgeschlossen. Aus Stadtgebiet und in der näheren Umgebung von Athen gelegenen

solchen Spaltenfüllungen wurden mir Zähne von Equus bekannt, wodurch das diluviale Alter der roten Spaltenfüllungen belegt erscheint.

Besondere Bedeutung hat ein Vorkommen wenige Kilometer SO von Piräus, wo sich auf den Hügeln bei Trakones seit langer Zeit bekannte Aufschlüsse befinden. Sie zeigen im Liegenden Korallenkalke, es folgen Schichten mit marinen Kümmerformen, an einzelnen Stellen Zwischenlagen mit Landschnecken, schließlich Schichten mit vielen Congerien und Cardien. Diesbezügliche Beobachtungen habe ich 1943 schon veröffentlicht. Die Korallenkalke entstanden, wie die anderen marinen Vorkommen in der Umgebung, im Piacenziano oder Astiano. Ähnliche Schichten wie die mit Congerien und Cardien bei Trakones werden im Golf von Korinth von marinem Calabriano überlagert. Es ergibt sich also für die Schichten mit Congerien bei Trakones, die in der Folge der Verbrackung der pliozänen marinen Fauna entstanden sind und für die ich den Namen „Trakonesfauna" in Vorschlag bringen möchte, eine zeitliche Einordnung, jünger als Pont i. w. S. und älter als Calabriano.

In Attika fehlen marine Schichten des Calabriano, ebenso sind mir keine Beispiele für marine Schichten älter als die der Pikermischichten bekannt. Welche von den limnischen Faunen ein miozänes Alter hat, kann ich noch nicht mit Sicherheit angeben. Im Grubenrevier von Oropos fand ich über dem Flöz von Mavrosouvala Pflanzenreste (*Cinnamomum lanceolatum*). Auch die Molluskenfauna würde einer Gleichsetzung mit den Fundstellen von Kymi auf Euböa, für die ich ein miozänes Alter für wahrscheinlich halte, nicht widersprechen[12]. Außerdem sei hier die Möglichkeit erwogen, ob nicht ein Teil der Süßwasserfaunen, die ich in Attika aufsammeln konnte (z. B. Bergwerk Peristeri, NW-Rand von Athen), ebenfalls in das Miozän zu stellen sind[13]. Neue Gesichtspunkte für die Altersstellung der limnischen Faunen Attikas sind erst durch

[12] Leider ist ein im Geologischen Institut der Universität Athen aufbewahrtes umfangreiches Wirbeltiermaterial noch nicht bearbeitet.

[13] Nach mündlicher Mitteilung Prof. v. Freybergs würden seine Kartierungsergebnisse einer solchen Auffassung nicht widersprechen.

die Bearbeitung des Materials, das ich im Geologischen Institut der Universität Athen hinterlegte, zu erwarten.

Zusammenfassend kann derzeit über die Entwicklung Attikas festgestellt werden: Im Miozän sind Süßwasserseen vorhanden (Oropos, vielleicht auch Peristeri u. a.), im Pont erfolgt eine weitgehende Trockenlegung des ganzen Gebietes, bekannt sind terrestrische Ablagerungen mit artenreicher Steppenfauna im roten Ton. Die pliozäne Transgression, deren Ablagerungen mit Konglomeraten beginnen, läßt besonders an der Ostküste von Attika und im Golf von Ägina eine reiche marine Fauna zur Ausbildung kommen. Schichten mit marinen Kümmer- und Reliktformen lassen eine Einengung und Unterbrechung der Verbindungen des Golfes von Ägina mit dem Mittelmeer vermuten, dem eine Verlandung des Gebietes von Attika folgte. Im Calabriano, dessen marine Schichten in Attika meines Wissens fehlen, kommen rote Lehme und Konglomerate zur Ablagerung. Starke Hebungen und Einbrüche zwischen Calabriano und Siziliano scheinen auch hier das heutige Landschaftsbild und den Verlauf der Küsten bestimmend geformt zu haben.

Tab. 6. Schichtfolge im Gebiet von Attika.

<table>
<tr><th>Zeit</th><th>Marine Fauna</th><th>Limnische Fauna</th><th colspan="2">Wirbeltierfauna und Flora</th><th>Tektonik, Morphologie</th></tr>
<tr><td>Calabriano</td><td></td><td></td><td rowspan="2">Rotlehm u. Konglomerate</td><td></td><td>Hebung d. Horste
Verlandung</td></tr>
<tr><td>Astiano und Piacenziano</td><td>Trakonesfauna
Hochmarine Fauna (Piräus, Rafina u. a.)</td><td>Megara, Viviparen</td><td>Obere Lignite</td><td>Aussüßung
Transgression
Senkung</td></tr>
<tr><td>Pont im weiteren Sinn</td><td></td><td></td><td colspan="2">Pikermifauna
Lateritbildung</td><td></td></tr>
<tr><td>Miozän im allgemeinen</td><td></td><td>? Peristeri Lymnaeen, Planorbis, Melanopsis u. a.</td><td colspan="2">Untere Lignite
Cinnamomumflora
(Kymi, Oropos)</td><td></td></tr>
</table>

Kreta

Jungtertiäre Schichten bedecken weite Gebiete der Insel Kreta. An den Küsten und an den Steilwänden von tief in das Land eingreifenden Wasserrissen sind durch die Natur prachtvolle Aufschlüsse geschaffen. Das Jungtertiär beginnt, soweit ich beobachten konnte, meist mit limnischen Ablagerungen, die aber nicht gleichen Alters sein müssen. Die ältesten marinen Schichten bei Heraklion sind nach Untersuchungen von Z. N. Ralli-Tzelepi, Geologisches Institut der Universität Athen, in das Torton zu stellen (Kühn 1936). Limnische Faunen im Liegenden dieser Schichten haben große Ähnlichkeit mit jener von Peristeri, wie oberflächliche Vergleiche ergaben. Sollte sich diese Vermutung als begründet herausstellen, so würde dieser Befund das miozäne Alter der Schichten von Peristeri sehr wahrscheinlich machen. Besondere Erwähnung verdienen die Schichten von Heraklion[14] außerdem wegen ihrer reichen Brachiopodenfauna. Eine ähnliche konnte auch wenige Kilometer westlich von Chania gefunden werden.

Auf die Ausführungen von Cayeux 1911 ist besonders zu verweisen. Nach dessen Angaben ist im mittleren Teil an der Nordküste der Insel Kreta ein geschlossenes Schichtpaket vom marinen Torton bis in das Pliozän (Piacenziano oder Astiano) zu verfolgen. Ich kann dies nur bestätigen. Wenn es mir auch nicht möglich war, die erforderlichen Aufsammlungen für jedes Schichtpaket durchzuführen, so konnte ich doch feststellen, daß zwischen Torton und Pliozän eine geschlossene Schichtserie vorliegt.

Auf der Halbinsel Akrotiri und in der Umgebung von Chania konnte ich einige Detailbeobachtungen machen. Hier wurden im Liegenden Sande mit zahlreichen Terebrateln angetroffen, sie dürften faziell und dem Alter nach, den Terebratelsanden von Kalamata entsprechend, in das Piacenziano oder Astiano zu stellen sein. Es folgen helle gebankte Kalkmergel mit Lithotamnien und vielen marinen Formen, auch Korallen und Seeigeln. Die Kalkmergel können in gelbweiße Kalke übergehen, auf welche, schon einer

[14] Ob die äußerst interessanten Beobachtungen von Z. N. Ralli-Tzelepi schon im Druck erschienen sind, ist mir nicht bekannt.

Regressionsphase zugehörig, als jüngstes tertiäres Schichtglied Serpulakalke mit einer Trochiden-Begleitfauna folgen. Es besteht Grund für die Annahme, daß es in Kreta möglich sein wird, bei Bearbeitung der pliozänen marinen Faunen Merkmale für die Unterscheidung von Piacenziano und Astiano zu finden.

Dem Umstand, daß in der Zeit nach dem Torton der gesamte Raum des Mittelmeeres von einer ausgesprochenen Regressionsphase betroffen wurde, ist es zuzuschreiben, daß geschlossene Schichtpakete zwischen marinem Torton und marinem Pliozän bisher nicht bekannt wurden (vgl. Jekelius 1943, S. 197). Aus diesem Grunde kommt dem Jungtertiär der Insel Kreta eine erhöhte Bedeutung zu. Es sei aber auch auf die brackischen und limnischen Faunen hingewiesen, die sich z. T. an der Basis mariner Bildungen befinden, z. T. ihnen eingelagert sind. Sie gestatten in ihren verschiedenen Fazies- und Altersstadien und dem damit verbundenen wechselnden Fossilbestand, in Verbindung mit marinen Ablagerungen, jene Studien, die erst die Grundlage schaffen können für das Verständnis der entsprechenden Faunen am Festland.

Südlich der Bucht von Suda ist eine Einebnungsfläche ausgebildet, welche nach dem auf ihr liegenden Ort Malaxa, Malaxa-Einebnung genannt werden soll. Auf ihr liegen Breccien, z. T. mit rotem Bindemittel verkittete mesozoische Kalke. Es dürfte sich um terrestrische Bildungen handeln. Diese Einebnung ist älter als die marine Schichtfolge von Piacenziano und Astiano und dürfte in das Pont i. w. S. zu rechnen sein. Ihr möchte ich die hochgelegenen Flächen auf Kap Drapanon und im Norden der Halbinsel Akrotiri zurechnen. In den abgesunkenen Teilen kam es zur Ablagerung des marinen Pliozäns. Im Calabriano scheint ein großer Teil des marinen Pliozäns wieder trocken gefallen zu sein und wurde am Ende des Calabriano, mit ihm die Horste der Malaxa-Einebnung, gehoben. Der Graben von Suda blieb weiterhin zum Teil unter Meeresniveau, Aragonitbildungen weisen auf hydrothermale Einflüsse hin, der Verlauf der Klüftung im Gestein, am Rand des Grabenbruches von Suda, läßt dessen Natur gut erkennen. Besonders diese letzte junge Tektonik brachte die tortonen Schichten über das Meeresniveau und schuf damit die geschilderten Verhältnisse.

Verbreitung der Meere im Jungtertiär der Ägäis

a) *Gestaltung des Grundgebirges im Alttertiär und Miozän*

Das Grundgerüst des ägäischen Raumes bilden alte Massen. Im Norden liegt die Rhodopemasse als starrer Schild, mit mächtigen präkambrischen und altpaläozoischen Gesteinsserien, vorwiegend Gneise und Marmore, mit randlichen Gürteln paläozoischer Schieferserien. Südlich davon die Kykladenmasse, die wahrscheinlich schon im Mesozoikum mit der Lydisch-Karischen Masse verschweißt war.

Westlich an die Rhodopemasse, getrennt durch die Vardarzone, schließt sich das Pelagonische Massiv an, welches als schmale Zone von Nordmazedonien bis nach Mittelgriechenland reicht und noch den Nordteil von Euböa umfaßt. Im Peloponnes wäre noch in die Gruppe der alten Gebirge das Zentralpeloponnesisch-Kretische Massiv zu rechnen und, schon außerhalb des Ägäischen Raumes gelegen, eine heute versunkene adriatische Masse.

In den Räumen zwischen diesen alten Massen und Zentralmassiven lagen mesozoische Geosynklinalen. Hier kam auch noch das Eozän in weiter Verbreitung, großer Schichtmächtigkeit und hochmariner Fauna zur Ablagerung. In einzelnen Fällen griff das Eozän sogar auf die alten Massen über, bis die Gebirgsbildung die Räume mariner Sedimentation einengte. Diese Einengung ist schon im Oligozän bemerkbar. Das Unteroligozän fehlt meist im ägäischen Raum, das Oberoligozän ist stellenweise transgressiv.

Viel zu wenig sind bisher Sedimente von flyschartiger Fazies erforscht. Ihr Studium ist sowohl von paläogeographischem wie von tektonischem Interesse, da die jungen Kettengebirge zum größten Teil auf Flysch und seine Äquivalente aufgeschoben sind. Pyrenäische und savische gebirgsbildende Phase engten die Sedimentationsräume zwischen den alten Massen ein, neue Gebirgssysteme waren aus den Meeren der älteren Perioden aufgetaucht, so daß man am Beginne des Miozäns den ägäischen Raum als Festland bezeichnen kann.

Ein schmaler Meeresarm reichte noch von Albanien durch den Skumbigraben in das Becken von Grewena, sie umfassen eine geschlossene Schichtserie von Mitteloligozän bis Mittelmiozän (Helvet).

Marine Schichten des Tortons befinden sich auf den Jonischen Inseln und Kreta. Wie die Meeresverbindungen in das Becken von Serres und zum Hellespont verliefen, ist derzeit nicht zu sagen. In der Ägäis selbst kamen nur mehr limnische Bildungen zur Ablagerung, so auf Euböa, Attika und Lemnos, wahrscheinlich Mittelmiozän. Die Tendenz der Verlandung erreicht im Sarmat ihren Höhepunkt. Nur aus dem Gebiet der levantinischen Bruchzone, westlich der Küste Kleinasiens, ist Obermiozän-Sarmat in limnischer Entwicklung (Dodekanes, Samos und Chios) bekannt.

Erst im Pont selbst macht sich eine Umkehr der allgemeinen Entwicklungstendenz bemerkbar. In alte vorgezeichnete Gräben oder neu eingesunkene Becken schütten Flüsse ausgedehnte Deltakegel ein. Die Absenkung der Becken im Pont bereitet die pliozäne Meerestransgression vor.

b) *Pliozäne Transgression*

Bei den Darlegungen über die Schichtfolge im Jungtertiär einzelner Gebiete der Ägäis habe ich mich im wesentlichen auf eigene Beobachtungen gestützt. Es ergab sich, daß Angaben im älteren Schrifttum über „sarmatische Schichten“ durch die Deutung derartiger Ablagerungen als Sedimente einer jüngeren Zeit ersetzt werden mußten.

Ich selbst habe 1943 erwogen, ob nicht eine Verbindung aus dem Euxinischen Becken im Mäot über den ägäischen Raum zum Mittelmeer bestanden haben kann. Meine Untersuchungen am Südrand der Rhodope haben für diese Theorie keine Beweise geliefert. Wenn auch die Tiefenzone in der nördlichen Ägäis, die im Golf von Saros beginnt und bis in die Gegend nördlich der Sporaden reicht, tortone Sedimente enthält, ähnlich jenen der Troas und Thraciens, so ist derzeit keine Meeresverbindung anzugeben von den Sporaden zum Mittelmeer. Marine oder brackische Sedimente des Sarmats und des Ponts i. w. S. kenne ich nur von Kreta[15].

[15] Sollte sich am Bosporus, am Hellespont und im Ergenebecken tatsächlich Sarmat von euxinischem Faunentypus finden, so wäre dies eine lokal aus dem Schwarzmeergebiet übergreifende Transgression, ähnlich wie im Mittelmiozän. Das limnische Sarmat in der levantinischen Bruchzone könnte damit in Beziehung gebracht werden und in Form einer limnischen Transgression ein Gegenstück darstellen.

Wie schon gesagt, herrscht in der Umrahmung des heutigen Ägäischen Meeres seit der pyrenäischen Phase (in den westgriechischen Kettengebirgen erst seit der savischen Phase) eine Tendenz zur Verlandung, die im Sarmat ihren Höhepunkt erreicht hat. Im Pont sinken alte Tiefenzonen neuerlich ab, neue Becken werden angelegt, gegen Ende des Pont sind sie so weit abgesunken, daß eine marine Transgression, von Süden kommend, bis in das Becken von Serres vordringen kann. Die Randgebiete des Peloponnes haben eine pliozäne marine Sedimentationsdecke. Das Meer erstreckte sich rechts und links der Kykladenmasse nach Norden, einerseits bis in den Dodekanes, andererseits zwischen Kykladenmasse und Peloponnes nach Attika, von hier entlang des Ostrandes von Euböa nach Norden in die nordägäische Tiefenzone und ihr folgend erreichte es das Becken von Saloniki und Serres, vielleicht auch weiter im Osten gelegene Gebiete.

Im Inneren des Peloponnes (Becken von Skura bei Sparta und Megalopolis), ebenso im Inneren der Kykladenmasse, auch im Dodekanes und in Mittelgriechenland entstanden Süßwasserseen mit reichen endemischen Faunen. Eine genauere Durchforschung dieser Becken mit ihren Faunen, die viele neue Arten enthalten, wäre ein dankbares paläontologisches Arbeitsgebiet.

Im Calabriano ist die Tendenz der Entwicklung nicht mehr einheitlich. Wohl sind in den Randgebieten der Ägäis (Kreta, Attika, Becken von Saloniki und Serres) Verlandungen festzustellen, im Peloponnes transgrediert das Calabriano jedoch bis weit in das Landesinnere, vor allem in der Kykladenmasse scheint die Senkungstendenz anzuhalten, wenn es auch der Wirbeltierfauna vom Typus des Val d'Arno noch möglich war, die Inseln Seriphos, Delos u. a. zu erreichen, was auch für die Landverbindungen von Kreta nach Kleinasien gilt.

Das ausklingende Calabriano bringt jene Formen zur endgültigen Ausgestaltung, die heute das Landschaftsbild bestimmen. Großen Hebungen, zum Beispiel im Peloponnes, stehen ebensolche Einbrüche gegenüber, die Kykladenmasse versinkt zum größten Teil unter dem Meere.

Für die Entwicklung des Ägäischen Meeres sind besonders zwei Vorgänge von Bedeutung:

1. Eindringen der marinen Transgression, die, von Süden kommend, die Rhodope erreicht.
2. Einbruch der Kykladenmasse und ihres Vorlandes.

Für den ersten Punkt konnte ich eine Reihe von Tatsachen anführen. Die marine Transgression erreichte den Südrand der Rhodope im Pliozän.

Die Beantwortung des zweiten Punktes steht mit dem ersten in enger Verbindung. Das im Sarmat und Pont bestehende ägäische Land wurde im Pont soweit abgesenkt, daß das Meer nach Norden vordringen konnte, wenn auch vorerst in einer relativ schmalen Zone östlich des Peloponnes. Süßwasserseen innerhalb der Kykladenmasse lassen erkennen, daß die Senkungstendenz allgemeinerer Natur war. Im Calabriano nimmt das Meer von weiteren Gebieten Besitz, um am Ende dieser Stufe durch beginnende starke Bruchtektonik, die ihre Auswirkung in dem heute noch aktiven Vulkanismus von Santorin hat, die Kykladenmasse in Inselketten aufzulösen. Es finden damit Gedankengänge von Neumayr im vollen Umfange Bestätigung, die in klarer Form schon 1882 ausgesprochen wurden, obwohl damals die Einordnung der Faunen vom Trakonestypus in das Pliozän nicht geläufig war.

Den Herren Prof. K. Leuchs, Wien, und Prof. M. Mitzopoulos, Athen, bin ich für die Förderung meiner Bestrebungen zu größtem Dank verpflichtet.

Schrifttum

Abel, O. 1912. Vorläufiger Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Pikermi-Expedition. Sitzber. Akad. Wiss. Wien.

— 1927. Lebensbilder aus der Tierwelt der Vorzeit. Jena.

— 1935. Vorzeitliche Lebensspuren. Jena, Verl. G. Fischer.

Arabu, N. 1915. Le Vindobonien de la Thrace. C. R. de l'Ac. d. Sci. **160**, Paris.

— 1915. L'étage Vindobonien de la Troade. C. R. de l'Ac. d. Sci. **160**, Paris.

— 1916. Existence de la Faune à Hipparion dans le Sarmatien du bassin de la mer de Marmara. C. R. Hebd. Ac. d. Sci., Paris.

Arambourg et J. Piveteau. 1929. Les vertébrés du Pontien de Salonique. Ann. de Paléontologie 18, Paris.

Blanc, A. C. 1937. Le variazioni delle linee di riva del Mar Caspio, del Mar Nero e del Mediterraneo durante il Quaternario. Bollettino della Soc. Geol. Italiana **56**, Roma.

Blanck, E. 1910. Zur Entwicklung des Pontus im Tertiär. Z. d. geol. Ges. **62**, Berlin.

Bourcart, J. 1919. Note préliminaire sur les terrains sédimentaires de la région de Salonique. C. R. Soc. Geol. Fr., Paris.

Brunner, J. 1939. Neue Funde zur Hipparionfauna von Veles in Mazedonien. Akad. Anz. **76**, 2, Wien.

Burgerstein, L. 1877. Beitrag zur Kenntnis des jungtertiären Süßwasserdepots bei Üsküb. Jb. Geol. R. A. Wien **27**.

— 1880. Geologische Untersuchungen im südwestlichen Teil der Halbinsel Chalkidike. Denkschr. d. Akad. Wiss. Wien **40**.

Calvert, F., und M. Neumayr. 1880. Die jungen Ablagerungen am Hellespont. Denkschr. d. Akad. Wiss. Wien **40**.

Campana, D. del. 1917. Resti di Testudo nel Miocene superiore de Capudjlar presso Salonicco. Paleont. Italiana **34**.

Cayeux, L. 1911. Le Miocène moyen de l'île de Crète. C. R. de l'Ac. d. Sci. **62**, Paris.

— 1911. Existence du Pontique marin dans l'île de Crète. C. R. de l'Ac. d. Sci. **62**, Paris.

Chaput, E. 1936. Voyages d'études geologiques et géomorphologéniques en Turquie. Mém. l'inst. Franc., d'Archéologie de Stamboul, Paris.

Chaput, E., et S. Gillet. 1939. Les faunes de Mollusques des terrains à Hipparion gracile de Kucuc Cekmece près Istambul (Turquie). Bull. Soc. Géol. Fr. **8**, Paris.

Cvijic, J. 1908. Grundlinien der Geographie und Geologie von Makedonien und Altserbien. Pet. Mitt.

Deprat, J. 1904. Étude géologique et pétrographique de l'île d'Eubée. Besançon.

Desio, A. 1931. Le isole italiane dell'Egeo. Memorie descrittive della Carta Geologica d'Italia **24**, Ministerio delle Corporationi, Rom.

Faucher, D. 1919. Contribution à l'étude des niveaux lacustres et des niveaux fluviatiles à la basse vallée du Vardar. C. R. des séances de l'Ac. d. Sci. **169**, Paris.

Fuchs, Th. 1881. Einige Bemerkungen zu Prof. Neumayr's „Darstellung der Gliederung der jungtertiären Bildungen im griechischen Archipel". Verh. Geol. R. A., Wien.

Gillet, S. 1937. Sur la présence du Pontien s. str. dans la région de Salonique. C. R. de l'Ac. d. Sci. **205**, Paris.

— 1938. Le Pontien saumâtre aux environs d'Athènes. C. R. somm. d. séances, Soc. Géol. Fr. **8**, Paris.

Grossouvre, de. 1919. Calcaires lacustres dans la basse vallée du Vardar. C. R. Bull. Soc. Géol. Fr., Paris.

Hamit, Nafiz, et Ahmet Malik. 1933. Vertébrés fossiles de Kücuk Cekmece. Publ. Inst. Géol. Univ. Istambul **8**.

Hoernes, R. 1875. Süßwasserschichten unter den sarmatischen Ablagerungen am Marmarameer. Verh. Geol. R. A. Wien.

— 1876. Ein Beitrag zur Kenntnis tertiärer Binnenfaunen in Süßwasserschichten unter den sarmatischen Binnenablagerungen des Marmara-Meeres. Sitzber. Akad. Wiss. Wien **74**.

Jaranoff, D. 1938. La Thrace égéenne et la Macédonie maritime. Ann. Univ. Sofia fac. hist. phil. **34**, Sofia.

— 1937. Le Tertiaire dans la région de Rodosto (Tekirdag). Geologica Balcanica **2**, Sofia.

Jekelius, E. 1943. Das Pliozän und die sarmatische Stufe im Donaubecken. Anuarul Inst. Geol. Rom. **22**, Bukarest.

Kokkoros, P. 1930. Contribution à l'étude de la constitution géologique de l'île de Lemnos. Praktika de l'Acad. d'Athènes **5**, Athen.

Kolesnikov, V. P. 1940. A scheme of the Stratigraphic subdivision of the Neogene Deposits of the Ponto-Caspion region, in Stratigraphy of USSR. Acad. sciences USSR. **12**, Moscow.

Kossmat, F. 1924. Geologie der zentralen Balkanhalbinsel. Die Kriegsschauplätze 1914—1918 geologisch dargestellt. H. **12**, Berlin.

Ktenas, C., et H. Douvillé. 1920. Sur la présence de l'Auversien et du Tongrien à l'île de Imbros. C. R. Soc. Géol. Fr., Paris.

Kühn, O. 1936. Die Korallen und Bryozonen des Tegels von Kreta. Prakt. de l'Acad. d'Athènes **11**.

— 1936. Eine mittelmiozäne Zwergfauna aus Kreta und die Entstehung mariner Zwergfaunen. Zentr. Bl. Min. usw.

Launay, L. de. 1898. La Géologie des îles des Lesbos, Lemnos et Thasos. Ann. d. Mines, Paris.

Lepsius, R. 1893. Geologie von Attika. Berlin.

Liatsikas, N. 1938. Beiträge zur Kenntnis der jungtertiären Eruptivgesteine in der Umgebung von Ferre (West-Thrazien). Prakt. de l'Acad. d'Athènes **13**.

Mitzopoulos, M. 1943. Le Pliocène ancien de l'Attique et le gisement fossilifère de Raphina. Ann. géol. des pays helléniques **1**, Athen.

Nelli, B. 1914. Alcune nuovo specie pontichi di Capongilar presso Salonicco. Boll. Soc. Geol. Ital. **38**, Roma.

Neumayr, M. 1880. Über den geologischen Bau der Insel Kos. Denkschr. d. Akad. Wiss. Wien **40**, Wien.

— 1882. Entwurf zu einer Geschichte des östlichen Mittelmeerbeckens. Virchow und Holtzendorf, Vorträge Nr. 392.

Okonomides. 1934. Die Südägäis vom Tertiär bis zur heutigen Zeit. Zentralbl. für Min. usw.

Oppenheim, P. 1902. Die Fauna des Monte Promina und das Auftreten des Oligozäns in Makedonien. Zentralbl. f. Min.

— 1920. Über Neogen am Golfe von Orfano im südlichen Makedonien. Zentralbl. f. Min. usw.

Osswald, K. 1938. Geologische Geschichte von Griechisch-Nordmakedonien. Minist. f. Nationalökonomie, Geol. Landesanst. v. Griechenland, Athen.

Owen, R. 1857. On the fossil vertebrata of a serpent discovered in a tertiary formation at Salonica. Quarterly Journal **13**, London.

Paeckelmann, A. 1938. Neue Beiträge der Geologie, Paläontologie u. Petrographie der Umgebung von Konstantinopel. Abh. Preuß. Geol. Anst., Berlin.

Papp, A. 1939. Zur Kenntnis der Hipparionfauna von Veles in Makedonien. Akad. Anz. **18** u. **19**, Wien.

— 1943. Brack- und Süßwasserfaunen Griechenlands. Ann. Géol. des pays helléniques **1**, Athen.

— Über Durchbrüche von Ergußgesteinen im Flysch der Insel Lemnos (Ägäis). Ann. Géol. des pays helleniques **1**, Athen.

Raulin, V 1869. Description physique de l'île de Crète, Paris.

Pavlovic, P. S. 1930. Sur la faune tertiaire du bassin de Skoplje et son rapport de l'égard de quelques faunes analogues de la Serbie du Nord. Glas. srpske Kralj. Akad. **115** (67), Beograd.

— 1931. La faune des mollusques fossiles du bassin de Skoplje. Bull. Soc. sci. Skoplje **9**, Skoplje.

— 1932. Nouvelles donnés pour la connaissance de la faune fossile de Kosovo Polje, Metohije et Podrimlje dans la Serbie du Sud. Vesn. Geol. Inst. Kralj. Jugosl. **1**, **2**, Beograd.

Pax, F. 1921. Die fossile Flora von Üsküp in Mazedonien. Englers Bot. Jahresber. **57**, 2.

Penck, W. 1919. Grundzüge der Geologie des Bosporus. Veröffentl. Inst. f. Meereskunde, H. 4, Berlin.

Penecke, K. A. 1897. Marine Tertiärfossilien aus Nordgriechenland und dessen türkischen Grenzländern. Denkschr. Akad. Wiss. Wien **64**.

Petkovic, V. K. 1936. Coupe géologique transversale à travers les couches néogenes près village Nerezi aux environs de Skoplje. Geol. Ann. **13**, Beograd.

Petraschek. 1921. Zur Kenntnis des Eozäns am Ostende der Rhodopemasse. Z. d. Geol. Ges. M. **73**.

Pfannenstiel, M. 1944. Die diluvialen Entwicklungsstadien und die Urgeschichte von Dardanellen, Marmarameer und Bosporus. Geol. Rundschau. **34**, H. 7/8, Stuttgart.

Schlesinger, G. 1917. Mastodonten des naturhistorischen Museums. Denkschr. d. nat. Mus. **1**, Wien.

— 1922. Die Mastodonten der Budapester Sammlung. Geologica Hungarica **2**, Fasc. 1, Budapest.

Schlosser, M. 1921. Die Hipparionenfauna von Veles. Abh. Bayr. Akad. Wiss., München.

Spratt, T. 1857. On the freshwater of Euboea, the coast of Greece and Salonica. Quart. Journ. Geol. Society **13**, London.

Toula, F. 1890. Säugetierreste von Eskihissar. Anz. Akad. Wiss. Wien **12**.

Trikkalinos, J. 1935. Tektonische und paläogeographische Untersuchungen der nachtertiären Schichten Attikas. Prakt. de l'Acad. d'Athênes **10**.

Wurm, A. 1922. Zur Geologie von Ostmazedonien. N. Jb. f. Min. usw. 1922.

— 1925. Oststruma-Gebiet, in: Die Kriegsschauplätze 1914—1918 geologisch dargestellt, H. 13, Südmazedonien und Kleinasien, Berlin.

Inhalt